

Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez

J. Álvarez, A. Muñoz Martín, G. de Vicente y R. Vegas

Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Jose Antonio Novais s/n, 28040 Madrid. jag@geo.ucm.es

ABSTRACT

In this work, we reconcile structural data analysis with geomorphologic observations to better constrain the morphotectonic evolution of the Guadalupe and Montánchez intraplate ranges located in western central Iberia. Fault slip data analysis and geological mapping suggest a global episode of uplift and northwest tilting during Pliocene times. The Hercynian basement was then uplifted by a NW verging thrust developing Plio-Quaternary syntectonic alluvial fans "Raña deposits". The present-day landscape of these ranges should be interpreted as a result of the interaction of (neo) tectonic forcing and longitudinal fluvial erosion.

Key words: morphotectonic evolution, intraplate ranges, neotectonics, landscape, fluvial erosion.

INTRODUCCIÓN

La Sierras de Guadalupe y Montánchez, situadas al este de la provincia de Cáceres, constituyen un cinturón montañoso aislado con una orientación NE-SO que limita al norte con el río Tajo y al sur con el Guadiana. La máxima cota de este macizo se denomina "La Villuerca", con 1600 metros de altitud, desde donde parten con dirección NO-SE una serie de sierras cuarcíticas plegadas durante la orogenia hercínica y arrasadas a lo largo del Mesozoico, dando lugar a un relieve de tipo "apalachiano" que fue rejuvenecido durante la orogenia alpina hasta, probablemente, la actualidad.

Desde el punto de vista tectónico, las Sierras de Guadalupe y Montánchez se corresponden con una elevación de basamento a favor de un cabalgamiento intraplioceno con geometría de rampa monoclinial y buzamiento aproximado de 40° hacia el NO, presentando un estilo tectónico de "piel gruesa", sin tegumento asociado (Fig. 1). Dicho cabalgamiento tiene un recorrido de unos 80 km, enlazando en su sector suroccidental con el cabalgamiento E-O que define el borde norte de las Vegas Bajas del Guadiana y, en su sector nororiental con el cabalgamiento sur de los Montes de Toledo. Cabe destacar que en el labio hundido de esta estructura, se disponen un conjunto de abanicos aluviales sintectónicos formados por capas subhorizontales de materiales arcillosos con abundantes cantos de cuarcitas, conocidos con el nombre de "rañas".

El objetivo principal de este trabajo es el de integrar datos estructurales y observaciones morfotectónicas, que nos permitirán entender la evolución de un relieve hercínico previo como consecuencia de la transmisión de la deformación alpina hacia el interior del bloque ibérico.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL FRÁGIL

Para analizar los esfuerzos responsables de la deformación frágil en el borde sur de la Sierra de Guadalupe, se realizó un análisis estructural frágil con técnicas de análisis poblacional de fallas, obteniéndose 82 planos de falla con estrías en cuatro estaciones de medida (Fig. 2). Tres de las estaciones se localizaron en las proximidades del contacto entre los materiales paleozoicos y las rañas pliocenas, mientras que la estación nº 3 (Grauva) se localizó en el interior del bloque levantado de la Sierra (Fig. 1). Para calcular los estados de paleoesfuerzos se aplicó el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), que permite estimar tanto el tensor reducido de esfuerzos, como los parámetros friccionales durante el deslizamiento de las fallas.

A partir de los datos de las cuatro estaciones se calcularon 5 tensores de paleoesfuerzos (Fig. 2 y Tabla I), que se pueden agrupar claramente en dos conjuntos diferenciados: A) Un conjunto de tensores con una dirección de máximo esfuerzo horizontal (SHMAX) N70E a E-O, que activa fallas inverso direccionales N30E y N130E y fallas inversas N-S. B) un conjunto de dos tensores con dirección de SHMAX N150 a N-S que activa fallas inversas de dirección N70E, desgarres sinestrosos de dirección N-S y fallas inverso direccionales N100E. En la estación Grauva se ha calculado un tensor de tipo extensional (3B), con la misma orientación de SHMAX que el de desgarre (3A), pero con σ_1 y σ_2 permutados entre sí, indicando una posible actividad extensional posterior o simultánea a la actividad en régimen de desgarre. En cuanto a las cronologías relativas, no se han podido obtener tensores de los dos grupos en la misma estación, si bien en la estación de Puerto Rey hay dos fallas inversas que indican compresión nortada que cortan a las fallas inverso direccionales asociadas a la compresión E-O.

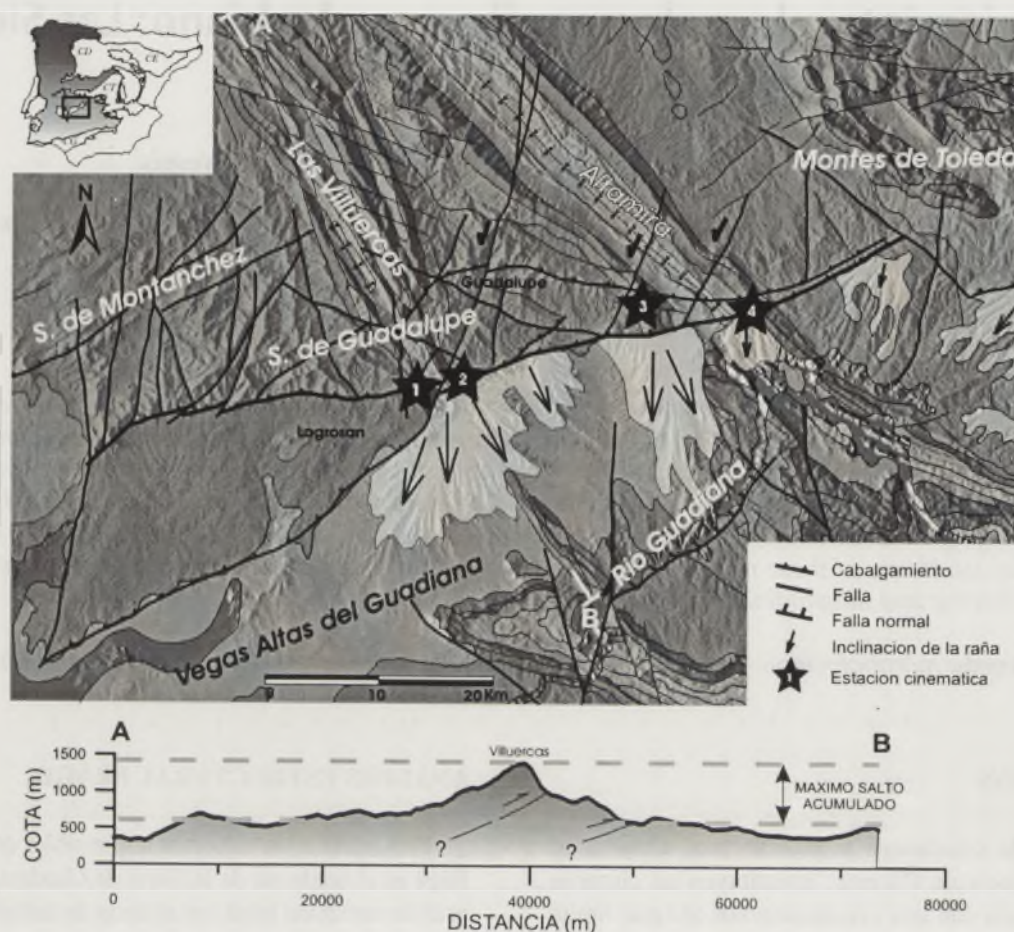


FIGURA 1. Esquema geológico – estructural sobre un modelo digital de elevaciones y corte simplificado de la Sierra de Guadalupe.

CARACTERIZACIÓN MORFOTECTÓNICA

En una primera inspección del relieve de la zona de estudio queda patente que este fue modelado sobre una estructura de plegamiento antigua, nivelada por diversas superficies de erosión y rejuvenecida posteriormente (Sos Baynat, 1956).

La alternancia de series cuarcíticas y pizarrosas, junto a la erosión diferencial generaron unas condiciones óptimas para el desarrollo del relieve apalachiano, observándose, en líneas generales, la isoaltitud en todas las culminaciones paralelas, testimonio de las citadas superficies de erosión (Tello, 1986). Sin embargo, se observan individualizaciones parciales a modo de escalones, debidas a fallas inversas NE-SO (cabalgamiento de Guadalupe-Montánchez) y desgarres N30 que degradan esa igualdad, dando un aspecto asimétrico, en crestones, que delimita la divisoria de aguas actual entre las cuencas del Tajo y del Guadiana (Fig. 3).

Estas estructuras controlaron los movimientos neotectónicos que afectan al desarrollo de la red fluvial actual (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994), observándose de manera generalizada un marcado basculamiento hacia el NO del basamento hercínico del bloque de Guadalupe-Montánchez así como de los depósitos neógenos de la Cuenca del Guadiana (Rodríguez Vidal *et al.*, 1988).

La interacción de esta actividad neotectónica junto con la capacidad erosiva de la red de drenaje longitudinal a la cadena definió la morfología actual de estas sierras (Hovius, 2000), y favoreció la génesis de los depósitos de rañas en el borde activo del frente montañoso, tal y como sugiere el estudio del drenaje longitudinal a la cadena (Fig. 4).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El paisaje actual de las sierras de Guadalupe-Montánchez debe entenderse como una interacción entre procesos tectónicos y erosivo-sedimentarios en el marco de la evolución geodinámica intraplaca del interior ibérico.

En estas cadenas, el relieve del basamento se consolida como consecuencia de los plegamientos producidos por la orogenia hercínica y desde entonces sufre un proceso lento de destrucción originado por el encajamiento de la red fluvial a favor de una serie de crestas y valles de dirección NO-SE. De esta manera surge el relieve de tipo "apalachiano" predominante en esta zona.

Durante el Cenozoico, la tectónica intraplaca generó pliegues litosféricos de orientación E-O y NE-SO acompañados de deformación frágil en los niveles superiores de la corteza (Cloetingh *et al.*, 2002). Esta situación favoreció las

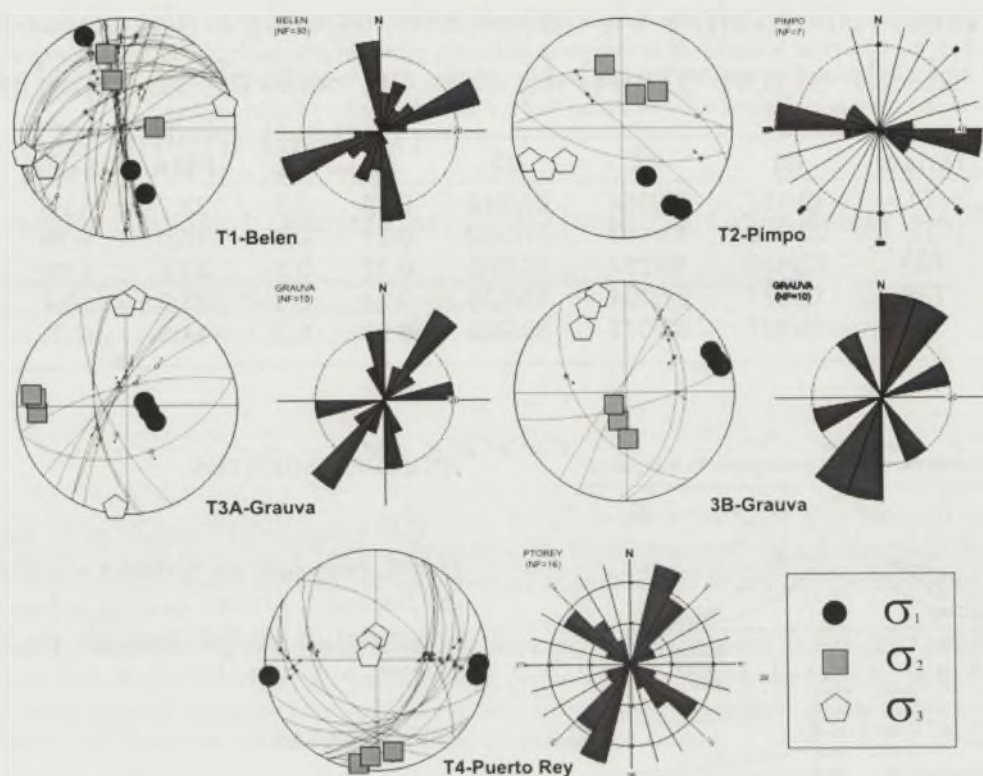


FIGURA 2. Soluciones tensoriales con las fallas explicadas por el método de inversión de esfuerzos (Reches et al., 1992) y rosas de direcciones de las fallas para los cinco tensores de paleoesfuerzos calculados (Fig. 1 y Tabla I).



FIGURA 3. Red de drenaje, esquema morfotectónico regional y solución tensorial media calculada para la deformación reciente en la zona de estudio.

TABLA 1. Soluciones obtenidas con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches et al., 1992) en las cuatro estaciones cinemáticas analizadas (figs. 1 y 2). σ_1 , σ_2 y σ_3 , inmersión y sentido de la inmersión de los tres esfuerzos principales; R, factor de forma del tensor de esfuerzos ($(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$); μ , coeficiente de fricción durante el deslizamiento; PMA, ángulo de desviación de los ejes principales ($^\circ$); SLIP, ángulo de desviación media entre la estría real y la calculada; Fe/Ft, Fallas explicadas / Fallas totales.

Estación	Tensor	σ_1	σ_2	σ_3	R	μ	PMA	SLIP	Fe/Ft
BELEN	T1	13/157	76/354	03/248	0,14	0,2	23,7	13,5	(19/27)
PTOREY	T2	02/092	11/183	77/350	0,21	0,3	16,5	6,18	(15/16)
GRAUVA	T3A	72/100	16/274	01/005	0,27	0,1	23,7	9,09	(10/20)
	T3B	12/071	67/194	18/336	0,24	0,3	23,9	10,4	(6/20)
PIMPO	T4	15/337	32/077	53/225	0,23	0,2	24,5	7,7	(5/6)

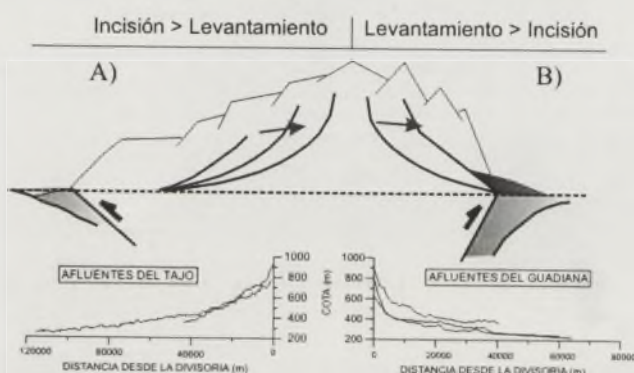


FIGURA 4. Modelo conceptual de desarrollo de perfiles longitudinales de ríos en una cadena: a) Si la incisión fluvial supera a la tasa de levantamiento el perfil longitudinal se desplaza hacia el interior de la cadena y la topografía define una rampa suave hacia la divisoria de aguas. b) Si la tasa de levantamiento supera a la de incisión fluvial el perfil longitudinal se escalona y migra hacia el frente activo. La inestabilidad periódica de las pendientes genera depósitos brechoides (Raña) al pie del frente montañoso que alternan con depósitos conglomeráticos. En la parte inferior de la figura se presentan los perfiles longitudinales de la red fluvial a ambos lados de la Sierra de Guadalupe-Montánchez. Modificado de Hovius (2000).

directrices principales para la distribución actual de cadenas y cuencas. Sin embargo, durante el Mioceno los relieves se estabilizan mediante el arrasamiento del basamento hercínico y la sedimentación en las cuencas preexistentes relacionadas con el antepaís pirenaico. Esta estabilidad parece romperse en el Plioceno donde la deformación tectónica rejuveneció intensamente el relieve generando escalones morfológicos o elevaciones de basamento con depósitos de raña asociados, a partir de los cuales se define la distribución actual de la red de drenaje que acentúa los contrastes morfológicos previos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto PRIOR, financiado por ENRESA y el Consejo de Seguridad Nuclear. J. Álvarez agradece su beca predoctoral a la Comunidad de Madrid financiada por el Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5): 1041.
- Hovius, N. (2000): Macroscale process systems of mountain belt erosion. En: *Geomorphology and Global Tectonics* (M.A. Summerfield, Ed). John Wiley & Sons, Chichester, England, 77-105.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9): 12481-12493.
- Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la cuenca del Guadiana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2): 157-164.
- Rodríguez Vidal, J. y Díaz del Olmo, F. (1994): Macizo Hespérico Meridional. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Ed.). Editorial Rueda, Madrid, 101-122.
- Sos Baynat, V. (1956): Geología y morfología de las sierras de las Villuercas (Cáceres). Segunda parte. *Estudios Geográficos*, 64: 327-371.
- Tello, B. (1986): Macizo de las Villuercas (Cáceres). En: *Atlas de Geomorfología* (E. Martínez de Pisón y B. Tello, Eds.). Editorial Alianza, Madrid, 111-125.